

岩手県早池峰-宮守オフィオライトかんらん岩の構造 岩石学的特徴

メタデータ	言語: ja 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2017-08-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 長谷川, 汰河, 道林, 克禎, 小澤, 一仁 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00010366

岩手県早池峰—宮守オフィオライト かんらん岩の構造岩石学的特徴

長谷川汰河¹・道林克禎¹・小澤一仁²

Structural and petrological characteristics of ultramafic rocks in Hayachine-Miyamori Ophiolite

Taiga HASEGAWA¹, Katsuyoshi MICHIBAYASHI¹ and Kazuhito OZAWA²

Abstract Hayachine-Miyamori ophiolite is an Ordovician arc ophiolite located in the northwestern margin of the South Kitakami Massif. The ophiolite has been divided into an aluminous spinel ultramafic suite (ASUS) and a chromite-bearing ultramafic suite (CRUS) depending on petrographic and mineral chemical features. The Hayachine complex is mostly composed of ASUS. The Miyamori complex is mostly composed of CRUS peridotites and pyroxenites with 1–2 km-size patchy domains of ASUS. In this study, structural analysis of the Hayachine-Miyamori ophiolite was carried out in order to examine the origin of peridotite. The peridotite samples were taken from the Hayachine ASUS and Miyamori ASUS. These peridotites are harzburgites-lherzolites and show coarse grained textures (1–3mm), undulatory extinction, irregular grain boundaries and exsolution lamellae in pyroxene crystals. There is no distinct difference in the chemical compositions and olivine crystal-fabrics between the Hayachine ASUS and the Miyamori ASUS peridotites, though they are geochemically distinct. Spinel compositions have relatively low Cr# (0.13–0.31) and lower Ti contents (0.02–0.05). The olivine crystal-fabrics were quantified using V_p -Flinn Diagram and show A-type and AG-type patterns (Fabric Index Angle: 7°–53°, VP anisotropy: 5.7–8.9%). J-index values show relatively weak concentrations less than 3.5, possibly due to dynamic recrystallization. It shows that the studied ASUS peridotites preserve textures and crystal-fabrics deformed under higher temperature such as solidus condition in the uppermost mantle.
Keywords; peridotite, Hayachine-Miyamori ophiolite, olivine fabrics, mineral composition, back-arc spreading

1. はじめに

私たちが暮らしている地球は大きく分けて地表付近の薄皮のような地殻、その下の約2900kmまでのマントル、中心部の核の3つの部分から構成されている。マントルは、上部・下部と中間のマントル遷移層の3つの部分に分けられる(杉村ほか, 1988)。上部マントルを構成する岩石は主にかんらん岩である。かんらん岩は地球深部の

上部マントル層で安定に存在する岩石なので、地球表層の環境では容易に変成作用あるいは変質作用を受けてしまう。そのため、地球表層ではかんらん岩体は稀であり、蛇紋岩体あるいは超苦鉄質岩体として地質図に区分されることが多い。

かんらん岩は構成鉱物であるかんらん石、直方(斜方)輝石、単斜輝石の量比によってダナイト(かんらん石が90%以上を占める)、ハルツバージャイト(かんらん石が

¹ 静岡大学理学部地球科学科, 〒422-8529 静岡市駿河区大谷 836

² 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻, 〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1

¹ Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka, 422-8529 Japan

² Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, Tokyo, 113-0033 Japan

E-mail: michibayashi@shizuoka.ac.jp (K. M.)

40%以上かつ単斜輝石が5%以下), レールゾライト(かんらん石が40%以上かつ直方輝石が5%以上で単斜輝石も5%以上), ウェールライト(かんらん石が40%以上かつ直方輝石が5%以下)に分類される。

上部マントル物質であるかんらん岩を採取できる代表的な構造岩体として, オフィオライトがある。オフィオライトは過去の海洋地殻が造山運動により大陸地殻に衝突した構造体であり, 海洋地殻から最上部マントルにかけての連続した層序がみられ, 上部マントル物質を直接採取することができる (Ishiwatari, 1994)。原生代以降のオフィオライトは, 原生代後期 (~750Ma), オルドビス紀 (~450Ma), ジュラ—白亜紀 (~150Ma) に形成頻度のピークを持っている (Ishiwatari, 1994; Yakubchuk *et al.*, 1994)。オフィオライトの多くは, 海洋プレートの拡大境界で形成されたものであるが, 本研究地域である早池峰—宮守オフィオライトはオルドビス紀に沈み込み帯で形成されたことが地質学・岩石学・地球化学的に示されている (Ozawa, 1988; Ozawa *et al.*, 2015)。

これまでの研究から, 早池峰—宮守オフィオライトかんらん岩のかんらん石の転位クリープは, (010)[100]すべり系あるいは{0kl}[100]すべり系で特徴づけられている (福留, 1978; Ozawa, 1989)。従来, 実験研究と天然のかんらん岩研究によって上部マントルの転位クリープはほぼ (010)[100]すべり系が支配的と考えられてきた (Nicolas & Poirier, 1976)。しかし, 実験研究と地震波異方性を組み合わせた結果より上部マントルの転位クリープには (010)[100]すべり系だけでなく, (010)[001]すべり系, (100)[001]すべり系, {0kl}[100]すべり系, (001)[100]すべり系を加えた5つのすべり系の存在が示唆された (Karato *et al.*, 2008)。そこで本研究では, 早池峰宮守オフィオライトのかんらん岩の結晶方位すべり系を最近の知見に基づいて再検討し, これらの岩石の形成場について予察的に考察した。

地質概説

早池峰—宮守オフィオライト

早池峰—宮守オフィオライト超マフィック岩体は岩手県の南部北上山地に露出している岩体 (Fig. 1) で, その起源は古生代にまで遡る。南部北上山地は溶結凝灰岩等の酸性火山砕屑岩類を含むシルル紀の地層が分布する (小貫, 1937, 1969; Murata *et al.*, 1982)。この古い地塊は全岩 Rb-Sr 年代の詳細な検討 (浅川ほか, 1999) やジルコンを用いた U-Pb 年代の決定 (Watanabe *et al.*, 1995; 下條ほか, 2010) によって少なくともその一部はオルドビス紀後期—シルル紀初期まで遡ることがわかっている。この年代値と微量元素パターンなどから, 南部北上帯はオルドビス紀後期には, ある程度成熟した島弧あるいは大陸縁辺部に位置していたと考えられている (小林ほか, 2000)。

早池峰—宮守オフィオライトは, シート状岩脈群や火山岩類等の浅いオフィオライト層序は確認できておらず, マントル構造岩体が主体である。早池峰—宮守オフィオライトはマントルの固体変形流動を被った Tectonite

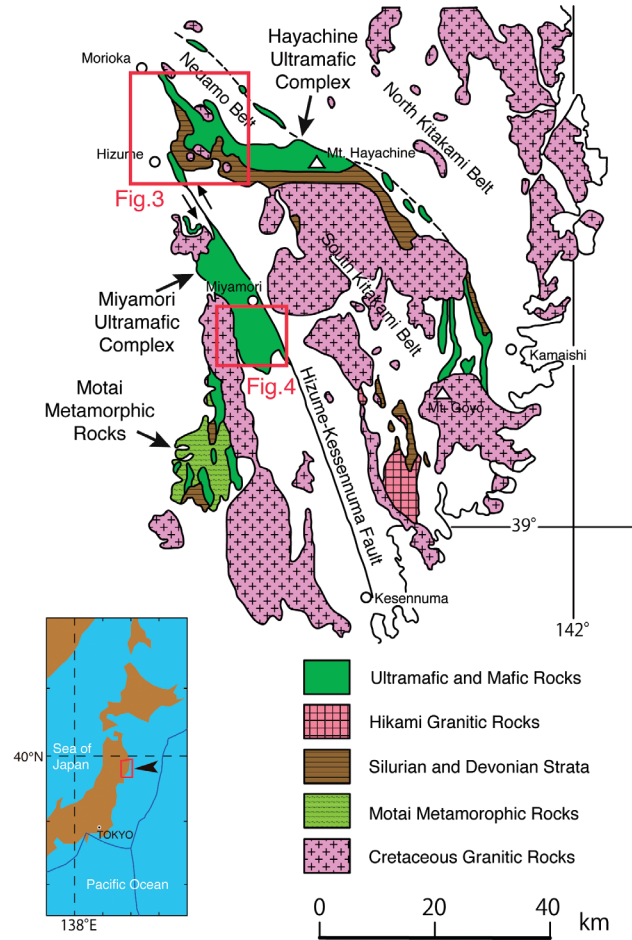


Fig. 1 南部北上山地の地質図。小澤ほか (2013) をもとに作成。

Member と, マグマからの結晶集積によって形成された固体変形を被っていない Cumulate Member に分けられる (Ozawa *et al.*, 2015) (Fig. 2)。Tectonite Member はスピネルの $Cr\# [Cr^{3+}/(Cr^{3+}+Al^{3+})]$, かんらん石の $Mg\# [Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})]$ によって, アルミナススピネル岩層群 (Aluminous Spinel Ultramafic Suite, 以下 ASUS と呼ぶ) とクロマイト岩層群 (Chromite-bearing Ultramafic Suite, 以下 CRUS と呼ぶ) に分けられる (Ozawa, 1988)。早池峰岩体は ASUS を主体とする。宮守岩体は CRUS を主体とし, ASUS が CRUS 中に 1–2 km の長さでパッチ状に分布する (Ozawa, 1987)。最も広く分布する CRUS は, 層状構造の発達度合いから, 層状ユニットとまれにしか層状構造が見られない非層状ユニットに分けられる (Ozawa, 1994)。

早池峰岩体

早池峰岩体は南部北上山地の北縁に位置する。早池峰岩体のかんらん岩は, 部分溶融度の低いマントルかんらん岩である レールゾライト を主体とする (Ozawa, 1984, 1988; Ozawa *et al.*, 2015)。中岳周辺の早池峰岩体のかんらん岩は, 遠野花崗岩体の熱変成作用を受けており, 輝石に発達しているクロマイトのラメラ由来の磁鉄鉱の集中配列がみられる。早池峰岩体西部の熱変成作用を受け

Hayachine - Miyamori Ophiolite			
Miyamori Complex			Hayachine Complex
Cumulate Member	Tectonite Member		
	Chromite-bearing Ultramafic Suite		Aluminous Spinel Ultramafic Suite
	Layered Unit	Unlayered Unit	
Spinel Cr# < 0.4	0.4 < Spinel Cr# < 0.8		0.17 < Spinel Cr# < 0.4
0.79 < Olivine Mg# < 0.90	0.85 < Olivine Mg# < 0.905	0.88 < Olivine Mg# < 0.935	Olivine Mg# < 0.92

Fig. 2 早池峰宮守オフィオライト超マフィック岩の分類. Ozawa *et al.* (2015) より作成.

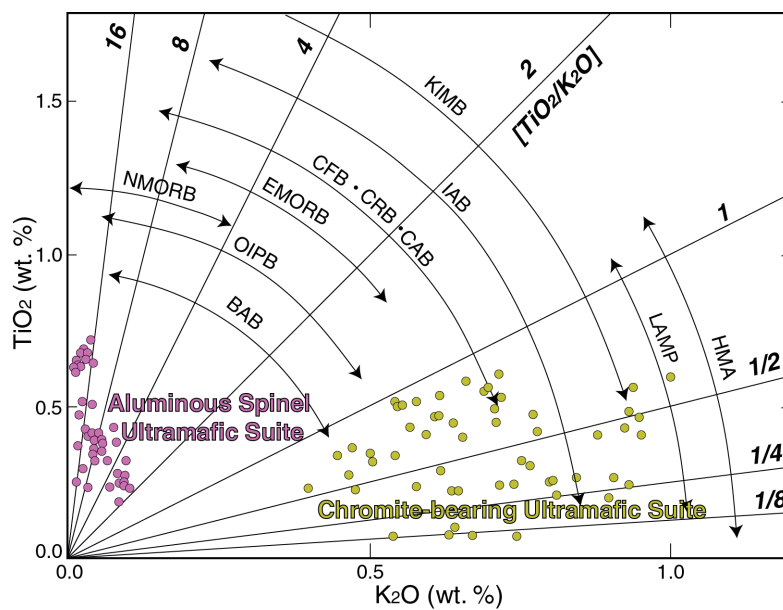


Fig. 3 早池峰宮守オフィオライトかんらん岩に含まれる角閃石のTiO₂/K₂O. Ozawa (1988) より作成. BAB = back-arc basin basalt; NMORB = normal mid-ocean ridge basalt; EMORB = enriched mid-ocean ridge basalt; OIPB = oceanic intraplate basalt; CFA + CRB + CAB = continental flood basalt, continental rift basalt, and other continental alkali basalt; IAB = island arc basalt; HMA = high magnesian andesite; KIMB = kimberlite; LAMP = lamproite

ていないかんらん岩は、単斜輝石とAlに富むスピネルを含むレーズライトである (小澤ほか, 2013).

早池峰岩体の主体をなすASUSのかんらん岩について、角閃石のTiO₂/K₂Oの比が、中央海嶺玄武岩 (NMORB/EMORB)、あるいは背弧海盆玄武岩 (BAB) の範囲に含まれる (Fig. 3) (Ozawa, 1988, 1990). スピネルのCr#やかんらん石のMg#の相関関係は、ASUSがNMORBな起源マントルにスラブ由来流体が少量付加し、さらにわずかな溶融とそれに続くメルトの分離を経験して形成された溶け残り岩であることを示す (Ozawa, 1988, 1990). また、単斜輝石のRb-SrおよびSm-Nd同位体の分析から、ASUSは背弧海盆の拡大に伴うスラブ由来物質の流入によるフラックス溶融を経験したことが報告された (Yoshikawa & Ozawa, 2007). これらの結果から、早池峰岩体は背弧起源のマントルの特徴をもつと考えられている.

宮守岩体

宮守岩体は南部北上山地の西縁に位置する. 宮守岩体のかんらん岩は、部分溶融度の高いマントルかんらん岩であるハルツバージャイトとダナイトを主体としている. 宮守岩体の主体をなすCRUSのかんらん岩中の角閃石のTiO₂とK₂Oの含有量は、ASUSと対照的でありTiO₂/K₂Oの比から、高マグネシウム安山岩 (HMA) あるいは島弧玄武岩 (IAB) の範囲に含まれる (Fig. 3). さらにスピネルのCr#, かんらん石のMg#の相関関係から、CRUSは多量の流体の付加と相当量の溶融とその後のメルト分離によって形成された溶け残り岩であることを示す (Ozawa, 1988, 1990). またYoshikawa & Ozawa (2007) は、単斜輝石のRb-Sr, Sm-Nd同位体システムの決定から、宮守岩体のCRUSが前弧でのスラブ由来流体のフラックス溶融を経験したと報告した. 宮守岩体にもASUSがパッチ状にあることから、早池峰岩体と同様に背弧海盆

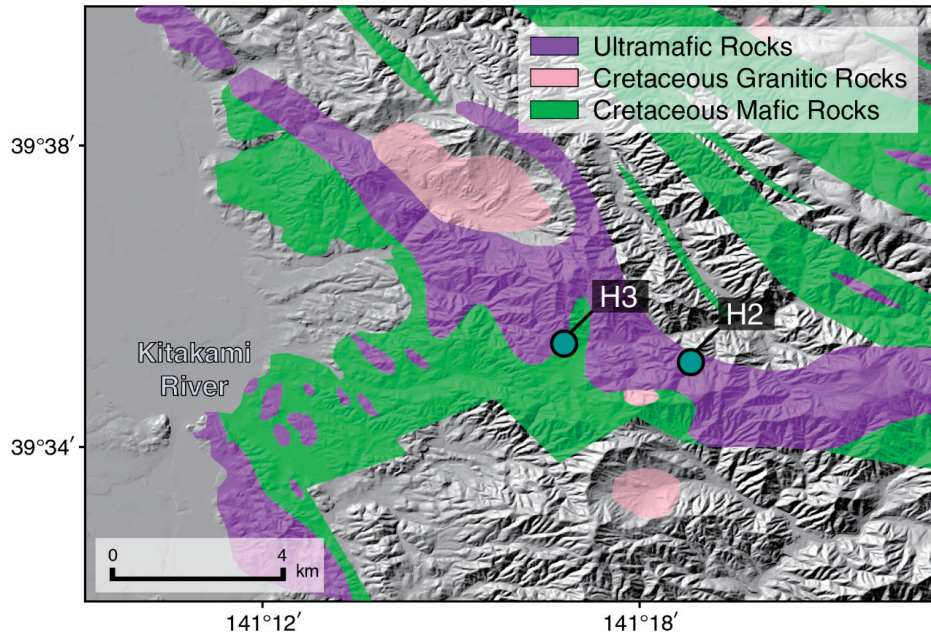


Fig. 4 早池峰岩体西部の地質概略図 (20万分の1日本シームレス地質図を元に簡略化). H2, H3は本研究の採取地点.

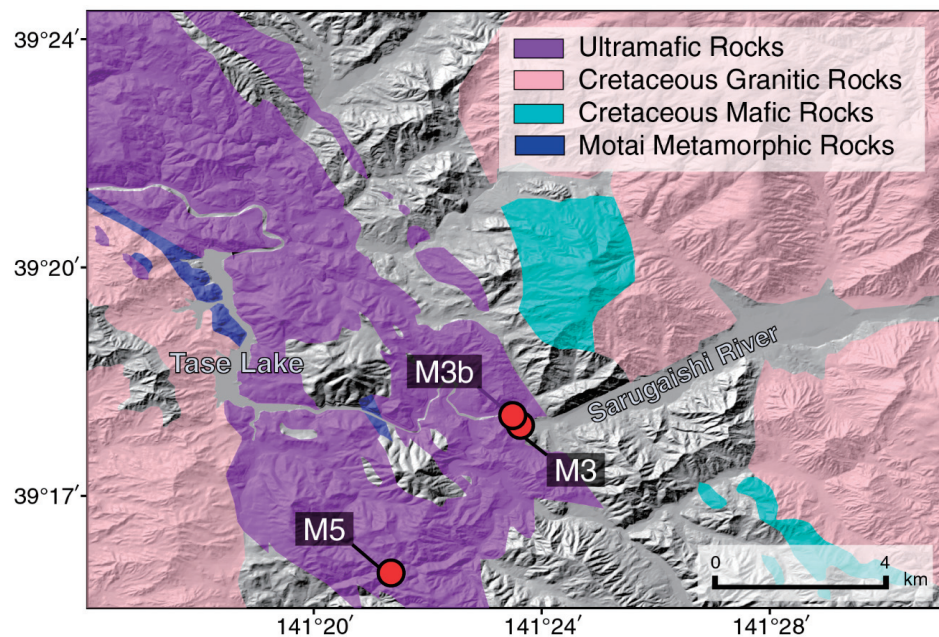


Fig. 5 宮守岩帯南部の地質概略図 (20万分の1日本シームレス地質図を元に簡略化). M3, M3b, M5は本研究の採取地点.

拡大での溶融を経験し前弧域に移動することで前弧域でのフラックス溶融を経験したと推定された (小澤ほか, 2013). このように, 宮守岩体は前弧起源のマントルの特徴をもつと考えられている.

研究試料

早池峰岩体における試料採取地点を Fig. 4, 宮守岩体における試料採取地点を Fig. 5 に示す. 早池峰岩体の試

料番号には H, 宮守岩体の試料番号には M を付けた.

試料採取は 3 回行った. 最初は 2012 年 8 月 12 日に早池峰岩体の五ツ葉西の旧林道沿いでかんらん岩 4 試料を採取した. 試料名をそれぞれ H3-01, H3-02, H3-03, H3-04 とした.

次に, 2013 年 9 月 17 日~9 月 18 日の日本地質学会第 120 年学術大会巡検において宮守岩体の五輪峠周辺でかんらん岩 1 試料を採取して試料名を M5-04 とした. さらに, 早池峰岩体砂子沢原沢から南に延びる谷沿い林道か

Table 1 早池峰宮守オフィオライトのかんらん岩の全17試料の鉱物組み合わせ.

	H2-03	H2-04	H3-02	H3-03	M3-01	M3b-01	M5-02	M5-03	
Olivine	○	○	○	○	○	○	○	○	
Orthopyroxene	△	-	○	○	×	-	-	-	
Clinopyroxene	△	-	○	△	-	-	○	○	
Spinel	○	△	○	○	△	○	△	△	
Hornblende	×	×	×	×	△	×	-	-	
Serpentine	○	○	△	△	△	○	△	△	
	H2-01	H2-02	H2-05	H3-01	H3-04	M3-02	M3b-02	M5-01	M5-04
Olivine	×	△	×	△	△	○	-	×	-
Orthopyroxene	×	○	×	○	○	×	×	×	×
Clinopyroxene	×	△	×	△	△	△	-	×	×
Spinel	△	△	-	○	○	-	-	○	-
Hornblende	×	×	×	×	×	△	×	×	×
Serpentine	○	○	○	○	○	△	○	○	○

鉱物の量比 高 ○>△>->× 低

らんらん岩2試料を採取して試料名をそれぞれH2-01, H2-03とした。

3回目は2016年10月29日～10月30日に先の日本地質学会第120年学術大会巡検と同じ早池峰岩体1地点と宮守岩体2地点からかんらん岩を採取した。これらの試料名をそれぞれM5-01, M5-02, M5-03, H2-03, H2-04, H2-05とした。また、新たに宮守岩体鱒沢駅西でかんらん岩4試料を採取した。試料名をそれぞれM3-01, M3-02, M3b-01, M3b-01とした。

以上の試料について、H2試料, M3試料は露頭, H3試料, M5試料は主に転石から採取した。また、H2, H3, M3はASUS, M5はCumulate Memberに分類される。

結果

組織観察

薄片作成方法

一般的に岩石の構造を観察する時は、面構造に垂直で線構造に平行な面(XZ面)で薄片を観察する。スピネルの伸長から面構造と線構造の同定を行ったが、蛇紋岩化作用の影響が大きく構造の同定が困難であった。XZ面で作成した薄片はH2-03, M3-01, M3b-01の3試料である。他14試料は任意の面で薄片作成を行った。薄片は#1000まで研磨した後に、1μmのダイヤモンドペーストで1～1.5時間研磨した。さらにコロイダルシリカを用いてパイプロメットで6～8時間化学研磨して作成した。

薄片観察

鉱物組み合わせの結果をTable 1に示す。全ての薄片に蛇紋岩化作用が観察された。主にかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, 蛇紋石で構成されていた。M3b-01, M3-02, M5-02, M5-03は普通角閃石が見られた。17試料のうち、蛇紋岩化作用の影響が大きい、あるいはスピネルが変質した9試料については、分析から除外した。

微細構造観察

早池峰岩体のH2地点の露頭から採取した試料について、H2-03 (Fig. 6a) の構成鉱物のかんらん石, 直方輝

石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。波動消光を示すかんらん石や、一部の直方輝石には単斜輝石の離溶ラメラが見られた。蛇紋岩化作用の影響を大きく受けており、バスタイト化している直方輝石が多く見られた。かんらん石の粒径は約0.7～1.7 mm, 直方輝石の粒径は約0.5～2.0 mm, 単斜輝石の粒径は約0.5～1.5 mmであった。H2-04 (Fig. 6b) の構成鉱物のかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。波動消光を示すかんらん石や、一部の直方輝石には単斜輝石の離溶ラメラが見られた。蛇紋岩化作用の影響を大きく受けており、かんらん石の粒形の同定が困難であった。またバスタイト化している直方輝石が多く見られた。直方輝石の粒径は約1.8～4.0 mm, 単斜輝石の粒径は約0.3～1.5 mmであった。

早池峰岩体のH3地点の転石について、H3-02 (Figs. 6c&7a) の構成鉱物のかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。蛇紋岩化作用の影響が見られた。波動消光を示すかんらん石や、一部の直方輝石には単斜輝石の離溶ラメラを示すもの、弱い波動消光を示すものも見られた。かんらん石の粒径は約1.0～3.0 mm, 直方輝石の粒径は約0.5～3.5 mm, 単斜輝石の粒径は約0.5～2.5 mmであった。H3-03 (Figs. 6d&7b,c) の構成鉱物のかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。波動消光を示すかんらん石や、一部の直方輝石には単斜輝石の離溶ラメラが見られた。蛇紋岩化作用の影響が少なく、鮮明に粒形が観察された。また、直方輝石の中にかんらん石の包有物が見られた。かんらん石の粒径は約1.0～4.5 mm, 直方輝石は約0.5～3.5 mm, 単斜輝石は約0.5～1.5 mmであった。

宮守岩体のM3地点の露頭から採取した試料について、M3-01 (Figs. 6e&7d) の構成鉱物のかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。かんらん石は波動消光を示すものや、粗粒で不規則な粒形なものが見られた。蛇紋岩化作用の影響を受けており、多くの直方輝石がバスタイト化しているほか、単斜輝石

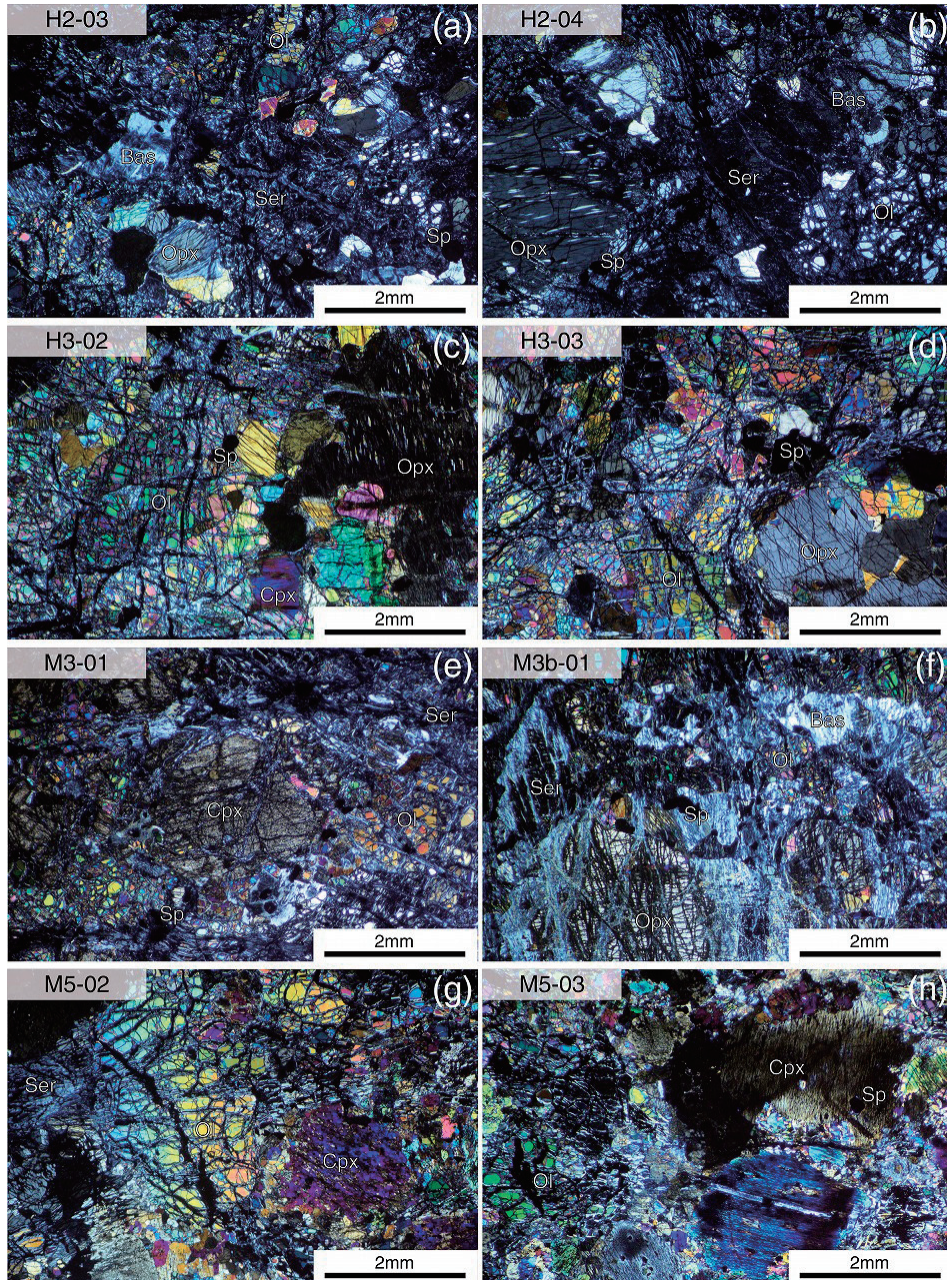


Fig. 6 早池峰宮守オフィオライトかんらん岩の薄片写真-1. Ol: かんらん石, Opx: 直方輝石, Cpx: 単斜輝石, Sp: スピネル, Ser: 蛇紋石, Bas: バスタイト.

も変質しているものが見られた。かんらん石の粒径は約1.0～4.0 mm, 直方輝石の粒径は約0.3～1.2 mm, 単斜輝石の粒径は約0.5～2.0 mmであった。M3b-01 (Fig. 6f) の構成鉱物はかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。波動消光を示すかんらん石や, 一部の直方輝石には単斜輝石の離溶ラメラが見られた。蛇紋岩化作用の影響を大きく受けており, ほとんどの直方輝石がバスタイト化していた。また直方輝石は比較的粗粒であった。かんらん石の粒径は約0.7～1.8 mm, 直方輝石の粒径は約0.6～3.2 mm, 単斜輝石の粒径は約0.4～0.9 mmであった。

宮守岩体のM5地点の転石について, M5-02 (Fig. 6g)

の構成鉱物はかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。波動消光を示すかんらん石が見られた。一部の単斜輝石が細粒化していた。かんらん石の粒径は約1.0～3.5 mm, 直方輝石の粒径は約0.5～2.5 mm, 単斜輝石の粒径は約0.5～2.5 mmであった。M5-03 (Fig. 6h) の構成鉱物はかんらん石, 直方輝石, 単斜輝石, スピネル, 不透明鉱物, 蛇紋石であった。波動消光を示すかんらん石が見られた。単斜輝石は波動消光を示すもの, 一部細粒化したものが見られた。かんらん石の粒径は約0.5～3.0 mm, 直方輝石の粒径は約0.5～2.0 mm, 単斜輝石の粒径は約0.3～3.5 mmであった。

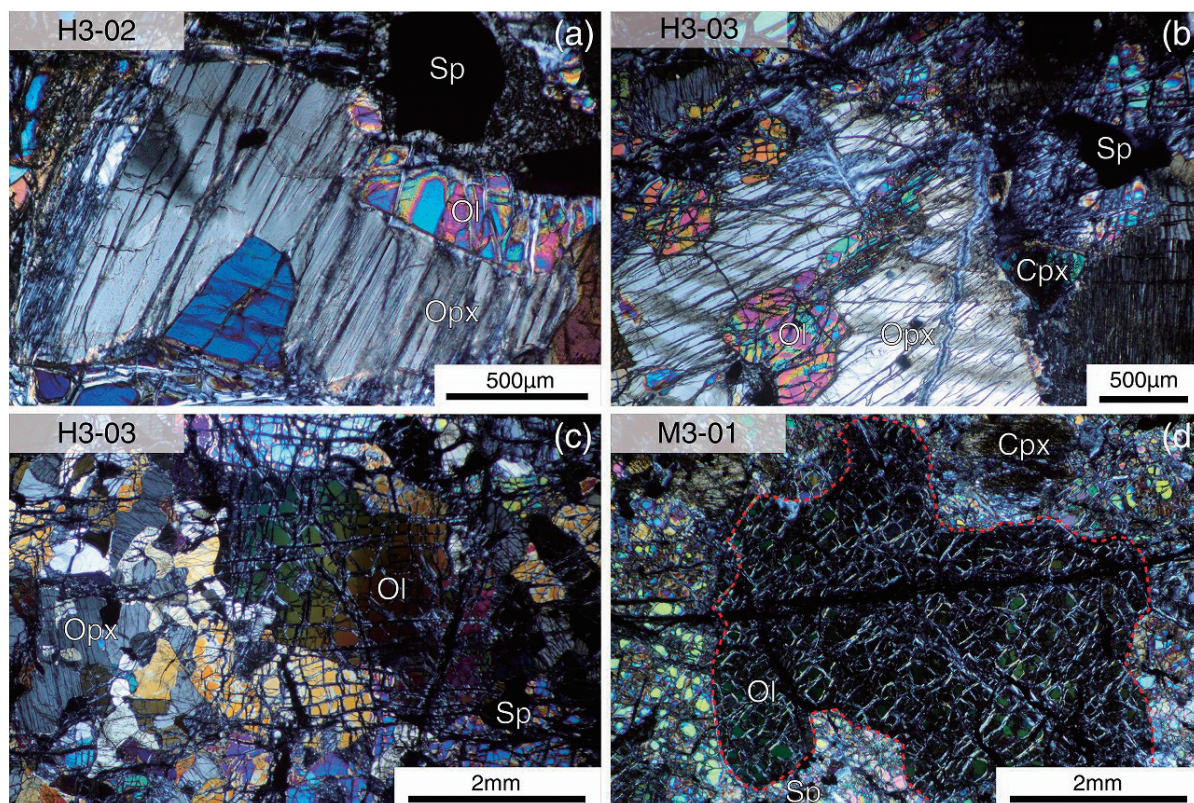


Fig. 7 早池峰宮守オフィオライトかんらん岩の薄片写真-2. (a)弱い波動消光を示す直方輝石. (b)直方輝石にかんらん石の包有物. (c)弱い波動消光を示すかんらん石. (d)不規則な粒界をもつ粗粒なかんらん石. Ol: かんらん石, Opx: 直方輝石, Cpx: 単斜輝石, Sp: スピネル.

Table 2 早池峰宮守オフィオライトのかんらん岩の8試料の鉱物モード組成. (単位: %)

	H2-03	H2-04	H3-02	H3-03	M3-01	M3b-01	M5-02	M5-03
Olivine	17.9	11.6	51.4	55.7	62.8	25.0	61.7	38.5
Orthopyroxene	7.4	2.3	10.8	18.2	0.1	3.8	0.3	0.8
Clinopyroxene	7.9	0.6	11.5	6.2	0.3	1.3	29.9	34.5
Spinel	3.3	1.2	2.7	2.4	0.8	1.6	0.8	0.9
Serpentine	53.0	72.1	13.2	10.0	18.2	47.2	6.3	22.5
Serpentine with Orthopyroxene	8.3	12.0	9.2	6.7	9.2	19.9	0.0	0.0
Serpentine with Clinopyroxene	2.1	0.2	1.3	0.8	8.5	0.0	0.0	0.0
Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.9	2.9
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

鉱物モード組成

測定方法

鉱物のモード分析は静岡大学所有のポイントカウンター (James Swift and Son Automatic Point Counter Model F) を用いて行った. 10倍の対物レンズを用い, ポイントカウンターを偏光顕微鏡に取り付け, 薄片を0.3 mm間隔で移動させ, 接眼レンズに印された十字の直下にある鉱物の同定を行い, 薄片1枚当たり約2000点測定した. 測定に用いた試料は早池峰岩体ではH2-03, H2-04, H3-02, H3-03, 宮守岩体ではM3-01, M3b-01, M5-02, M5-03である.

鉱物比の算出

鉱物モード分析の結果をTable 2に示す. 早池峰岩体の

H2地点の露頭から採取した試料について, H2-03はかんらん石が17.9%, 直方輝石が7.4%, 単斜輝石が7.9%, スピネルが3.3%, 蛇紋石が53%, 蛇紋岩化作用の影響を受けて変質した直方輝石が8.3%, 同様の作用を受け変質した単斜輝石が2.1%であった. H2-04はかんらん石が11.6%, 直方輝石が2.3%, 単斜輝石が0.6%, スピネルが1.2%, 蛇紋石が72.1%, 変質した直方輝石が12.0%, 変質した単斜輝石が0.2%であった.

早池峰岩体のH3地点の転石について, H3-02はかんらん石が51.4%, 直方輝石が10.8%, 単斜輝石が11.5%, スピネルが2.7%, 蛇紋石が13.2%, 変質した直方輝石が9.2%, 変質した単斜輝石が1.3%であった. H3-03はかんらん石が55.7%, 直方輝石が18.2%, 単斜輝石が6.2%,

スピネルが2.4%，蛇紋石が10.0%，変質した直方輝石が6.7%，変質した単斜輝石が0.8%であった。

宮守岩体のM3地点の露頭から採取した試料について、M3-01はかんらん石が62.8%，直方輝石が0.1%，単斜輝石が0.3%，スピネルが0.8%，蛇紋石が18.2%，変質した直方輝石が9.2%，変質した単斜輝石が8.5%であった。M3b-01はかんらん石が25.0%，直方輝石が3.8%，単斜輝石が1.3%，スピネルが1.6%，蛇紋石が47.2%，変質した直方輝石が19.9%，普通角閃石が1.2%であった。

宮守岩体のM5地点の転石について、M5-02はかんらん石が61.7%，直方輝石が0.3%，単斜輝石が29.9%，スピネルが0.8%，蛇紋石が6.3%，普通角閃石が0.9%であった。M5-03はかんらん石が38.5%，直方輝石が0.8%，単斜輝石が34.5%，スピネルが0.9%，蛇紋石が22.5%，普通角閃石が2.9%であった。

結晶方位定向配列

測定手法

測定試料は組織観察に使用した研磨薄片である。本研究では静岡大学道林研究室所有の走査型電子顕微鏡 (SEM, HITACHI S-3400N) に電子線後方散乱回折法 (EBSD, Oxford Instruments HKLChannel5) を組み合わせた SEM-EBSD システム (Dingley, 1984; Prior *et al.*, 1999) を使って解析を行った。SEM-EBSD システムとは、結晶性の試料に走査型電子顕微鏡で電子線を照射した際に、電子線が試料中で反射、回折を受け、後方散乱し、菊池バンドと呼ばれる回折像を形成する現象 (Kikuchi, 1928) を利用した結晶解析方法である。菊池バンドは、様々な結晶構造の情報をもたらすと同時に結晶方位も正確に示す。

測定手順として、最初にカーボンテープを用いて試料台に固定した研磨薄片試料を SEM 内にセットした。次に試料台を 70° 傾け、電子線を試料表面の結晶に低角で照射した。加速電圧は 20 kV である。低角で照射した電子線は回折して蛍光スクリーンに投影されることで、蛍光スクリーンに現れた鉱物の種類や結晶方位の違いによって異なった結晶格子の模様 (菊池バンド) を取得できる。この取得した菊池バンドをプログラムソフト Channel5 を用いて画像解析して結晶方位を測定した。本研究では、1 試料につきかんらん石 150~200 粒の結晶方位を手動で 1 粒ずつ肉眼で確認しながら測定した。測定時間は蛇紋岩化作用の程度によって 2~5 時間であった。

かんらん石の CPO パターン解析

かんらん石 (空間群 $Pbnm$) は結晶構造を定義する a 軸、b 軸、c 軸が独立しており、すべて垂直な関係である。結晶方位定向配列 (Crystal-preferred orientation, 以下 CPO と呼ぶ) とは、このような結晶の軸がそれぞれの向きに集中しているかを測定し、それぞれの軸の方向をステレオネットに下方投影して示される。本研究ではステレオネット投影には Matlab 用の追加ツールボックスとして開発された MTEX version 4 (<http://mte-toolbox.github.io/>) を用いた。

かんらん石 CPO のパターンについては、Avé Lallemont & Carter (1970), Jung & Karato (2001b), Katayama *et al.* (2004), Jung *et al.* (2006) によって実験的な研究

が行われており、集中の仕方で様々な CPO パターンが存在しているが、一般に 6 つのタイプに分類されている (Mainprice, 2007; Karato *et al.*, 2008; 道林, 2012)。高温条件では、a 軸方向にすべる (010)[100] すべり系の A タイプ、{0kl}[100] すべり系の D タイプ (Jung & Karato, 2001) が活動的とされている。低温条件では c 軸方向にすべる (010)[001] すべり系の B タイプや (100)[001] すべり系の C タイプが活動的になる。その他に c 面を a 軸方向にすべる (001)[100] すべり系の E タイプがある。これらの他に b 軸が面構造の法線方向に 1 点集中するのに対して、a 軸と c 軸が面構造上に帯状に分布する AG タイプも報告されている (Mainprice, 2007)。

集中度の定量化

CPO の集中度を定量化するためには J-index が用いられる (Mainprice & Silver, 1993)。J-index は次のように定義されている。

$$J = \int f(g)^2 dg$$

g は $g = (\varphi_1, \phi, \varphi_2)$ の 3 つのオイラー角、 $f(g)$ は構造関数、 $dg = 1/8\pi^2 \sin\phi d\varphi_1 d\phi d\varphi_2$ は区間内の積分部分の体積である。J-index は、結晶方位がランダムの場合は 1、単結晶の場合は無限大の値を示す。

かんらん石 CPO の定量化

かんらん石の CPO パターンの分類には結晶方位データから計算される全方位における P 波速度のうち最大速度と最小速度、そしてこれらの 2 つの速度をもつ方位に直行した方位の P 波速度を比較した値が有効である (道林, 2015)。かんらん石単結晶は弾性的異方性を持ち、P 波速度は a 軸方向に最大値 ($V_{max} = 9.77$ km/s)、b 軸方向に最小値 ($V_{min} = 7.65$ km/s) をとる (Abramson *et al.*, 1997)。P 波の異方性は一般的に次のように定義される (道林, 2008)。

$$V_{anis} = 100 \times \frac{V_{max} - V_{min}}{\frac{V_{max} + V_{min}}{2}}$$

P 波速度の算出は Mainprice (1990) に基づく Matlab 用結晶方位解析ツールボックス MTEX を用いて行った。また、得られた P 速度から $V_1 = V_{max}$, $V_2 = V_{int}$, $V_3 = V_{min}$ とし、原点を (1,1), 縦軸に V_1/V_2 , 横軸に V_2/V_3 をおいた V_p フリンダイアグラムを作成した (道林, 2015; Michibayashi *et al.*, 2016)。

V_p フリンダイアグラムの角度 (Fabric Index Angle, 以下 FIA と呼ぶ) の場合、A タイプと B タイプと C タイプと E タイプは、相対的な方位は異なるが同じ P 波速度異方性 (V_{panis}) をもち 63° の単集中タイプを示す。これに対して D タイプは b 軸と c 軸がガードル状の集中を示し、FIA は 90° であり、AG タイプは a 軸と c 軸にガードル状の集中を示し、FIA は 0° を示す。また P 波速度異方性は結晶方位の集中度を示す指標となる。

結晶方位定向配列の測定結果

計 8 試料のかんらん石の結晶方位解析の結果を Fig. 8, Fig. 9 に示す。結果はステレオネットに下方投影して示した。N は測定粒子数を示している。

XZ 面で作成した薄片試料 H2-03, M3-01, M3b-01 の

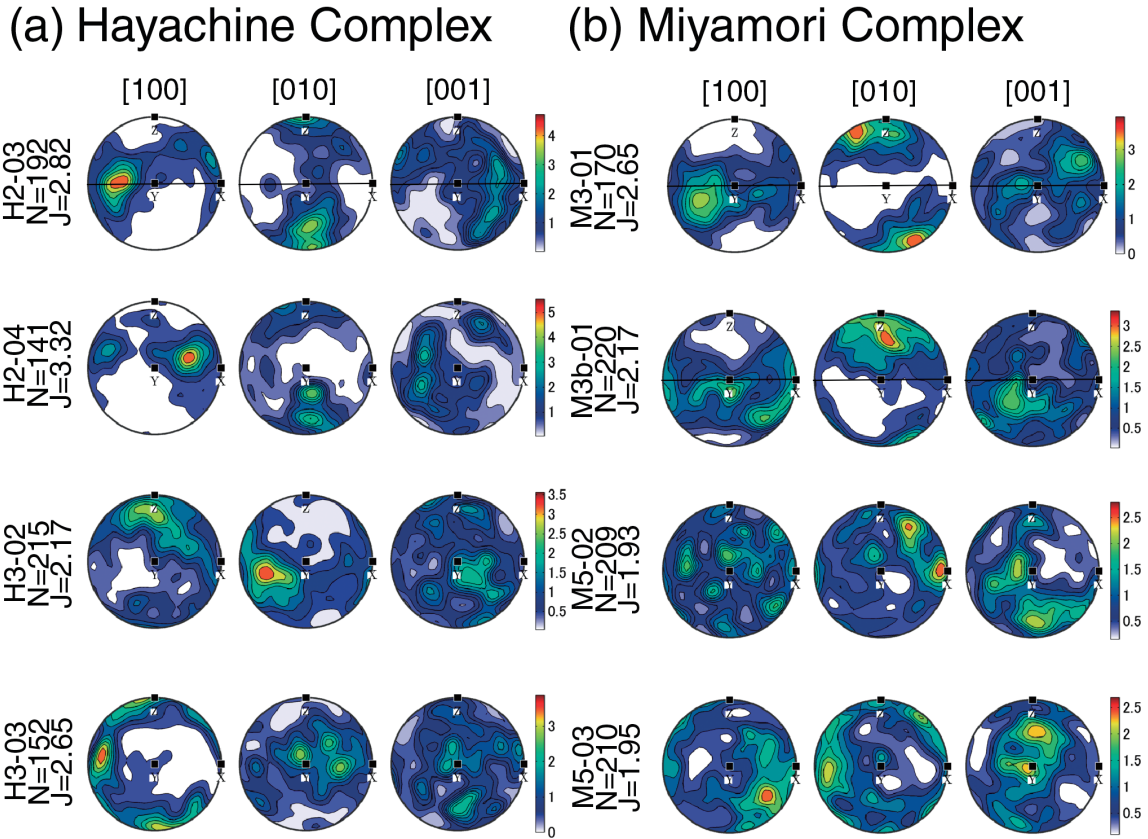


Fig. 8 かんらん石結晶方位ファブリック. (a)早池峰岩体, (b)宮守岩体, Nは測定した粒子数, J (J-index) は結晶方位の集中度を示す. H2-03, M3-03, M3b-01の3試料については面構造(XYを含む水平線)と線構造(Xの位置)が同定された.

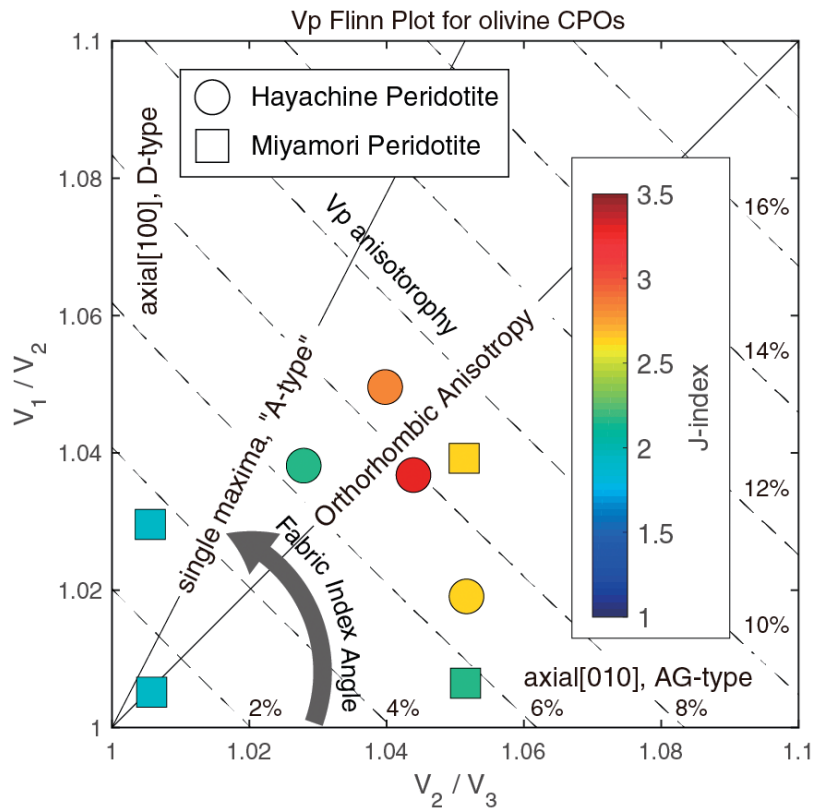


Fig. 9 算出されたP波速度を用いて作成されたかんらん石ファブリックのVpフリンドダイアグラム (道林, 2015).

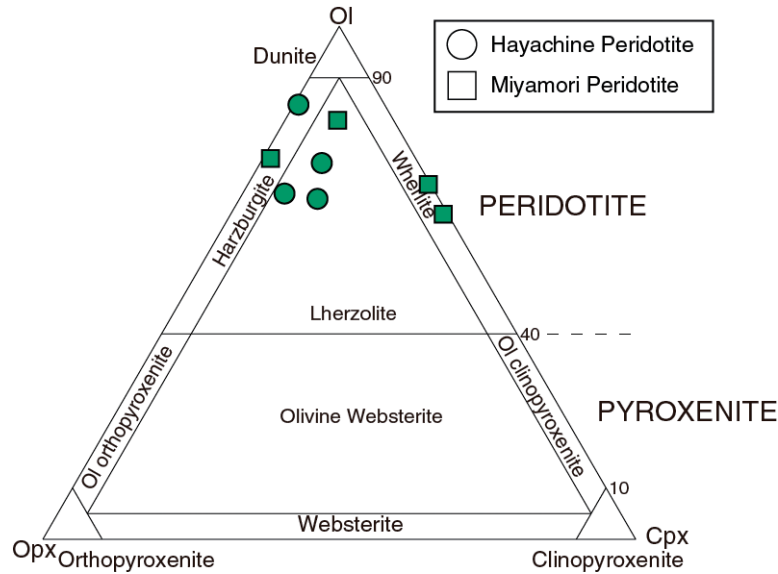


Fig. 10 算出した鉱物比から作成した三角ダイアグラム。ハルツバージャイトが2試料、レーゾライトが4試料、ウェールライトが2試料を示した。

Table 3 結晶方位集中度と地震波特性.

Sample	J-index	M-index	Vpmax (km/s)	Vpint (km/s)	Vpmin (km/s)	AVp (%)	FIA (°)
H2-03	2.82	0.10	8.75	8.33	8.01	8.74	50.33
H2-04	3.32	0.07	8.70	8.39	8.04	7.91	39.60
H3-02	2.17	0.05	8.63	8.32	8.09	6.50	52.66
H3-03	2.65	0.05	8.62	8.46	8.04	6.92	20.06
M3-01	2.65	0.10	8.72	8.39	7.98	8.85	37.19
M3b-01	2.17	0.06	8.52	8.47	8.05	5.66	6.82
M5-02	1.93	0.02	8.39	8.35	8.30	1.10	36.41
M5-03	1.95	0.03	8.51	8.27	8.22	3.46	74.50

うちH2-03は[010]軸の面構造に垂直な集中と[001]軸の面構造に平行、線構造に垂直なAタイプの集中を示した。M3-01, M3b-01は、[010]軸のZ軸集中が最も強く、[100]軸と[001]軸がXY面に帯状に分布するAGタイプの結晶方位ファブリックを示した。

任意の面で薄片を作成したH2-04, H3-02, H3-03, M5-02, M5-03については、結晶方位の比較ができないので、Vpフリンドダイアグラムを用いて、ファブリックタイプの定量化を行った(Fig. 10)(Table 3)。Vpフリンドダイアグラム上の傾きであり、ファブリックタイプを反映するFIAは5°~75°を示した。J-indexは1.9~3.3、P波速度異方性は1.1%~8.9%を示した。

鉱物主要元素組成分析

かんらん岩の岩石学

かんらん岩は上部マントルを構成する岩石であり、Mgに富む超マフィック岩である。その元素組成は比較的単純なものであり、SiO₂, MgO, FeO, CaO, Al₂O₃を主成分として含み、微量元素として、Cr₂O₃, TiO₂などを

含む。かんらん岩は地下から上昇してくる過程で、部分熔融によりマグマを生成する。かんらん岩中の鉱物の元素組成は、部分熔融の進行につれて液相濃集元素に乏しくなり、固相濃集元素に富む(Johnson *et al.*, 1990)。これらの関係は、スピネルのCr#(Cr³⁺/(Cr³⁺+Al³⁺))によって容易に知ることができる(Dick & Bullen, 1984)。すなわち、部分熔融の程度が高いかんらん岩ほど、それに含まれるスピネルのCr#は高くなる。

電子線マイクロアナライザ

主要元素組成分析には電子線マイクロアナライザ(EPMA)を用いた。本研究では静岡大学所有のJXA-8900R EPMA(Electron Probe Micro Analyzer)を使用した。EPMAは固体試料表面に電子線を照射して、試料と電子線の相互作用により発生する特性X線を効率よく検出することにより、試料を構成している元素とその量(重量パーセント:wt.%)を知ることができる分析機器である。

測定について

試料は化学研磨まで行った薄片の表面に炭素を約30 nm

Table 4 かんらん石の鉱物主要元素組成.

	Olivine							
	H2-03	H2-04	H3-02	H3-03	M3-01	M3b-01	M5-02	M5-03
SiO2	40.38	41.03	40.37	40.05	40.86	40.82	39.78	39.41
TiO2	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01
Al2O3	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	9.82	9.65	10.16	10.05	8.42	8.58	14.69	14.58
MnO	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.23	0.21
MgO	48.96	50.13	48.54	48.00	51.07	50.00	44.78	44.39
CaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03
Na2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
V2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
NiO	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.22	0.11	0.12
Total	99.56	101.21	99.48	98.53	100.76	99.81	99.66	98.79
Cations / O=								
Si	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.20	0.20	0.21	0.21	0.17	0.18	0.31	0.31
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.80	1.81	1.79	1.78	1.84	1.82	1.68	1.68
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.01	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00
Mg#	0.90	0.90	0.89	0.89	0.92	0.91	0.84	0.84

値は試料ごとの平均値.

Table 5 スピネルの鉱物主要元素組成.

	Spinel							
	H2-03	H2-04	H3-02	H3-03	M3-01	M3b-01	M5-02	M5-03
SiO2	0.03	0.05	0.02	0.03	0.31	0.07	0.05	0.14
TiO2	0.03	0.05	0.03	0.02	0.06	0.04	0.50	0.15
Al2O3	52.89	48.72	54.01	52.13	39.28	44.89	25.10	36.90
Fe2O3	3.81	2.56	2.76	2.14	5.92	3.43	16.30	7.06
FeO	11.72	13.29	12.30	12.55	15.30	13.70	25.09	20.31
Fe*O	15.15	15.59	14.78	14.48	20.62	16.79	39.76	26.66
MnO	0.23	0.17	0.13	0.13	0.34	0.19	0.41	0.27
MgO	18.35	17.39	18.23	17.69	15.16	16.57	6.79	11.15
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
V2O3	0.08	0.11	0.06	0.07	0.12	0.08	0.29	0.14
Cr2O3	12.32	19.20	12.24	14.10	25.84	21.83	26.07	23.87
NiO	0.20	0.14	0.18	0.18	0.12	0.13	0.08	0.08
Total	99.29	101.45	99.69	98.85	101.86	100.60	99.08	99.44
Cations / O=								
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	1.66	1.54	1.70	1.66	1.27	1.45	0.94	1.28
Fe3+	0.08	0.05	0.04	0.04	0.13	0.07	0.39	0.16
Fe2+	0.26	0.30	0.27	0.28	0.37	0.31	0.66	0.50
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	0.73	0.69	0.72	0.71	0.62	0.68	0.32	0.49
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.26	0.41	0.26	0.30	0.58	0.47	0.65	0.55
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg#	0.74	0.70	0.73	0.72	0.63	0.68	0.33	0.49
Cr#	0.14	0.21	0.13	0.15	0.31	0.25	0.41	0.30

値は試料ごとの平均値.

の厚さで蒸着し、試料台にネジで固定した。炭素蒸着するのは、試料に電子線を照射した際の帯電を防ぐためである。本研究ではSi, Fe, K, Na, Mn, Ca, Al, Ni, Ti, Mg, Cr, Vの計12元素、それぞれの元素について分析を行った。分析条件は加速電圧20 kV, プローブ電流12 nA, ビーム径5 μmである。スピネル, およびその

スピネルに隣接するかんらん石について測定を行った。各鉱物のコア部を10~20点測定した。

主要元素組成分析の結果

Table 4にかんらん石の分析結果, Table 5にスピネルの分析結果を示した。それぞれ各試料の平均値を示している。かんらん石のMg#は0.84~0.92を示した。スピネ

Table 6 初生鉱物としてカウントしたかんらん岩試料の鉱物モード組成. (単位: %)

	H2-03	H2-04	H3-02	H3-03	M3-01	M3b-01	M5-02	M5-03
Olivine	70.9	83.7	64.6	65.8	81.1	72.2	68.0	61.0
Orthopyroxene	15.7	14.3	19.9	24.9	9.4	23.8	0.3	0.8
Clinopyroxene	10.1	0.7	12.8	6.9	8.8	1.3	29.9	34.5
Spinel	3.3	1.2	2.7	2.4	0.8	1.6	0.8	0.9
Hornblende	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.9	2.9
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

ルのCr#は0.13~0.31, Mg#は0.63~0.74を示した. M5-02, M5-03のかんらん石のMg#は0.84とかなり低い値を示した.

議論

かんらん岩の起源

モード組成と岩相

鉱物モード分析で算出した鉱物比 (Table 2) から, 蛇紋石, 変質した直方輝石, 変質した単斜輝石をそれぞれ蛇紋岩化作用の影響を受ける前の初生鉱物として新たに鉱物比を算出した (Table 6).

H2-03はかんらん石が70.9%, 直方輝石が15.7%, 単斜輝石が10.1%, スピネルが3.3%であった. H2-04はかんらん石が83.7%, 直方輝石が14.3%, 単斜輝石が0.7%, スピネルが1.2%であった.

H3-02はかんらん石が64.6%, 直方輝石が19.9%, 単斜輝石が12.8%, スピネルが2.7%であった. H3-03はかんらん石が65.8%, 直方輝石が24.9%, 単斜輝石が6.9%, スピネルが2.4%であった.

M3-01はかんらん石が81.1%, 直方輝石が9.4%, 単斜輝石が8.8%, スピネルが0.8%であった. M3b-01はかんらん石が72.2%, 直方輝石が23.8%, 単斜輝石が1.3%, スピネルが1.6%, 普通角閃石が1.2%であった.

M5-02はかんらん石が68.0%, 直方輝石が0.3%, 単斜輝石が29.9%, スピネルが0.8%, 普通角閃石が0.9%であった. M5-03はかんらん石が61.0%, 直方輝石が0.8%, 単斜輝石が34.5%, スピネルが0.9%, 普通角閃石が2.9%であった. これらの鉱物比から三角ダイアグラムを作成した (Fig. 10).

H2-04, M3b-01はかんらん石と直方輝石の割合が多いハルツバージャイト, H2-03, H3-02, H3-04, M3-01はかんらん石と両輝石で構成されるルールズライト, M5-02, M5-03はかんらん石と単斜輝石の割合が多いウェールライトであることがわかった.

Olivine-Spinel Mantle Array

Arai (1994) においてにおいてさまざま地域のかんらん岩の組成データがまとめられ, スピネルCr#とかんらん石Mg#の傾向から, マントルかんらん岩の部分溶融トレンドとしてOlivine-Spinel Mantle Array (OSMA) が提案された. 本研究試料のうちH2-03, H2-04, H3-02, H3-03, M3-01, M3b-01はOSMAにプロットされ, M5-

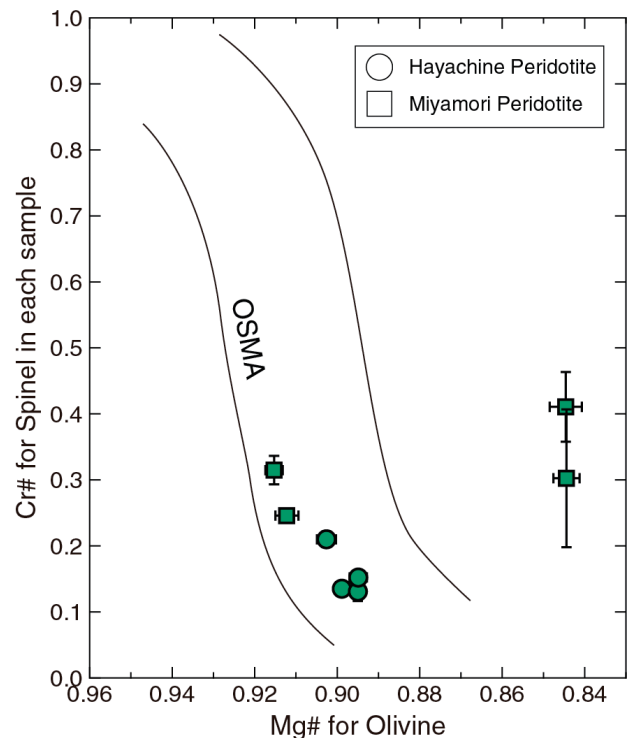


Fig. 11 スピネルのCr#とかんらん石のMg#. M5試料を除き, Olivine-Spinel Mantle Array (Arai, 1994) の範囲にプロットされた.

02, M5-03はOSMAにプロットされなかった (Fig. 11). この結果は, H2-03, H2-04, H3-02, H3-03, M3-01, M3b-01の6試料のかんらん岩が溶け残りマントル物質であることを示す. また, 鉱物モード分析からウェールライトであり, OSMAにプロットされなかったM5-02, M5-03は本研究の議論から除外した.

スピネルの主要元素組成

かんらん岩中のスピネルのCr#の値は部分溶融が進むにつれて, 上昇することが知られている. そのため, Cr#はマントルかんらん岩の枯渇度の指標として用いられる (Dick & Bullen, 1984). かんらん岩について縦軸にスピネルのCr#, 横軸にスピネルのMg#をプロットした (Fig. 12). 中央海嶺では, プレート拡大にともないマントルの大規模な上昇流がおこる. この部分では, 周囲への熱の移動よりもマントルが上昇する速度の方が速いため断

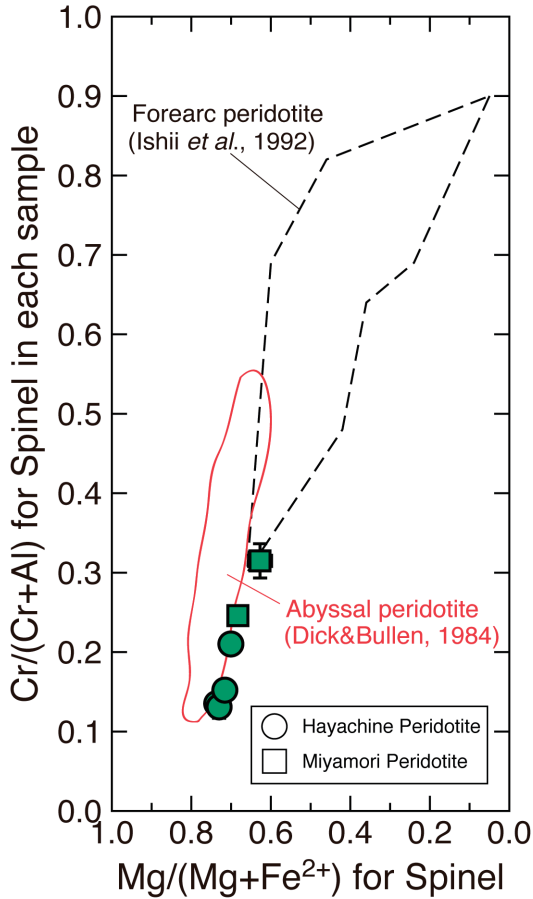


Fig. 12 スピネルのCr#とスピネルのMg#. 海洋底かんらん岩 (赤線): Dick and Bullen (1984); 前弧かんらん岩 (点線): Ishii et al. (1992).

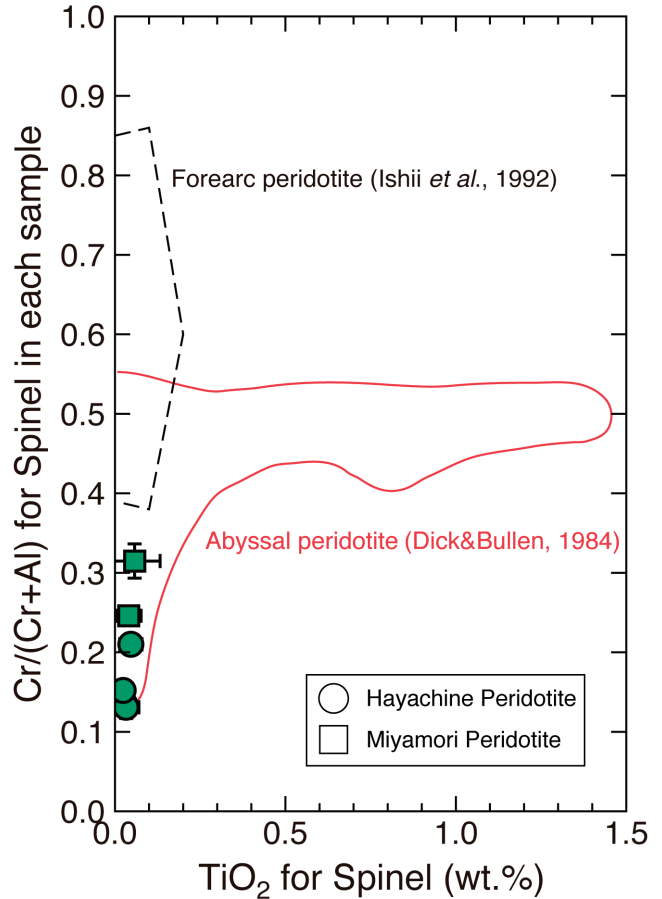


Fig. 13 スピネルのCr#とスピネルのTiO₂ (wt.%). 海洋底かんらん岩 (赤線): Dick and Bullen (1984); 前弧かんらん岩 (点線): Ishii et al. (1992).

熱的となり、上昇に伴う減圧によってかんらん岩の融点 が下がり、部分溶融が促進される。このような条件下で 形成される海洋底かんらん岩は、Cr#が0.6未満の値を示す (Arai, 1994)。一方、沈み込み帯では、沈み込んだス ラブから水がマントルに供給されるためかんらん岩の融 点下がって部分溶融が促進されるため、島弧起源かん らん岩はCr#が0.6を超える値を示す (Arai, 1994)。

本研究試料のスピネルはCr#が0.13～0.31、Mg#が 0.63～0.74を示した。このことから海洋底のマントルか らん岩の特徴をもつと考えられる。また、かんらん岩 について、縦軸にスピネルのCr#、横軸がスピネル中の TiO₂ (wt%) の関係をFig. 13に示す。Tiは液相元素であり、 かんらん岩の部分溶融の進行とともにメルトに濃集 していく。本研究では、TiO₂ (wt%)は0.02～0.05と低 い値を示した。これらのことから、本研究のかんらん岩 は、早池峰—宮守オフィオライトの形成過程の島弧的な メルトの影響を受けておらず、背弧起源のマントルか らん岩の特徴をもつと考えられる。

先行研究との比較

本研究では、先行研究である小澤ほか (Ozawa, 1983, 1984, 1986, 1987, 1988, 1990, 1994; Ozawa & Shimizu, 1995; Yoshikawa & Ozawa, 2007; Ozawa et al., 2015) で

分析されたASUSのデータの比較を行った (Fig. 14)。小 澤ほかで分析されたかんらん岩のスピネルのCr#は0.13 ～0.37、かんらん石Mg#は0.88～0.92である。本研究 のかんらん岩のスピネルCr#は0.13～0.31、かんらん石 Mg#は0.89～0.92であり、ほぼ同じ元素組成値を示し た。

宮守岩体はCRUSが主体であり、ASUSがCRUS中に 1～2 kmの長さでパッチ状に分布する (Ozawa, 1987)。 Ozawa et al. (2015)は、宮守岩体のASUSは宮守岩体 のCRUSが形成される前弧領域での溶融において、沈み 込みに伴う流体供給が不均質であったため、部分的に低 い溶融を受けるか、その影響をほとんど受けずに形成さ れたと提案した。本研究試料のM3-01、M3b-01は宮守 岩体のASUSであるが、早池峰岩体のASUSのかんらん 岩試料のH2-03、H2-04、H3-02、H3-03と大きく異なる 値は示さなかった。従って、本研究の宮守岩体のASUS 試料M3-01、M3b-01は、早池峰岩体のASUSのマントル を起源とし、その特徴をよく保存した状態で地表に露出 したと考えられる。

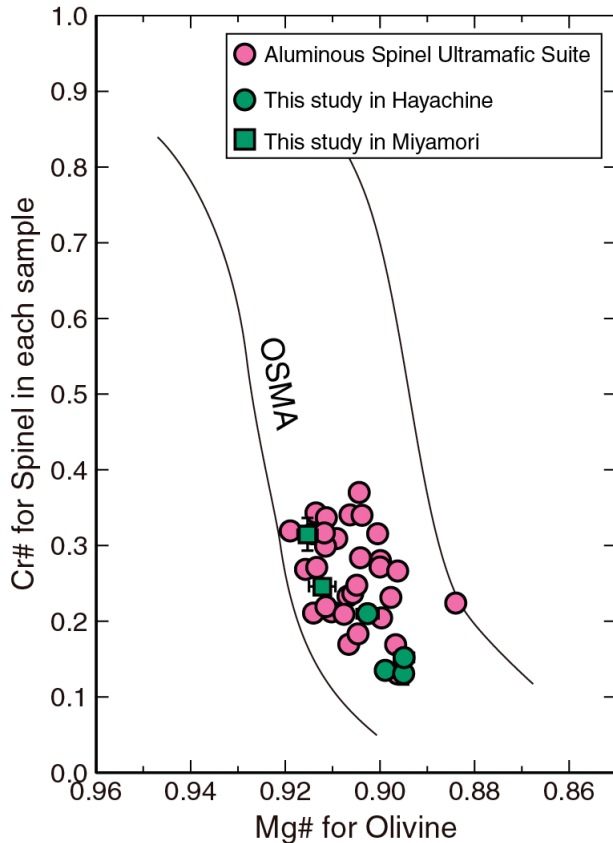


Fig. 14 スピネルのCr#とかんらん石のMg#. Aluminous Spinel Ultramafic Suite (K. Ozawa, Per. com.) は小澤ほか (Ozawa, 1983, 1984, 1986, 1987, 1988, 1990, 1994; Ozawa and Shimizu, 1995; Yoshikawa and Ozawa, 2007; Ozawa *et al.*, 2015) で分析されたアルミナススピネル岩層群データをプロットした。

かんらん石ファブリックについて 主要元素組成, 組織との比較

ここではかんらん石ファブリックが形成された過程を考察するために, 主要元素組成, 組織と比較を行う. 横軸にP波速度異方性, 縦軸にスピネルのCr#, かんらん石のMg#をそれぞれとった図を示した (Fig. 15). 色の違いでJ-indexの値が変化する. 早池峰かんらん岩であるH2-03, H2-04, H3-02, H3-03と宮守かんらん岩M3-01, M3b-01をそれぞれ別の凡例で示した.

早池峰かんらん岩と宮守かんらん岩は, どちらもP波速度異方性とスピネルCr#, またはかんらん石Mg#の間に正の相関を示した. スピネルCr#は部分熔融の程度が大きくなると高くなる (Dick & Bullen, 1984). 従って, 正の相関から部分熔融の程度が大きくなるほどP波速度異方性が強くなっていると考えられる. また, 本研究に用いた試料のかんらん石は粒径約1–3 mmの粗粒組織である. これらの粗粒な組織は一般に高温条件下 (1200–1250°C) で形成される (Nicolas & Poirier, 1976; Michibayashi & Mainprice, 2004).

かんらん石ファブリックのJ-indexは2.2~3.3であり, 比較的弱い集中を示すことから, 高温下での動的再結晶作用の影響が考えられる. また, Aタイプの結晶方位ファ

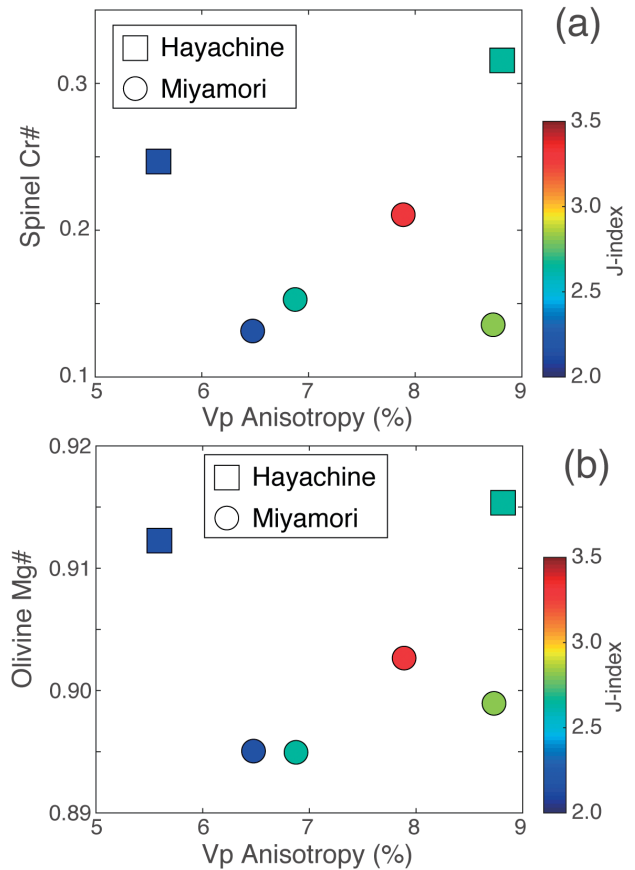


Fig. 15 P波速度異方性と(a)スピネルのCr#, (b)かんらん石のMg#. P波速度異方性, J-index, 主要元素組成は正の相関を示した.

ブリックが見られた (Jung & Karato, 2001b) ことから, 本研究試料のかんらん岩は, マントルが比較的高温条件下で熔融したときのかんらん石ファブリックをよく保存し, そのまま地表に露出したと考えられる.

まとめ

本研究は, 早池峰—宮守オフィオライトのかんらん岩の組織観察, 結晶方位解析, 主要元素組成分析を行い, これらの構造解析から早池峰—宮守オフィオライトのかんらん岩の起源の考察を行った. 試料としては早池峰岩体のASUSと宮守岩体のASUSから採取したかんらん岩のうち, 蛇紋岩化作用の影響が少ないものを分析に用いた.

微細構造は, かんらん石の粒径が約1~3 mmで粗粒な組織であり, 高温条件下で形成される組織が多数見られた. 鉱物モード分析から鉱物比を算出し, かんらん岩8試料の分類を行った. 2試料はハルツバーライト, 4試料はルールズライト, 2試料はウェールライトであった.

鉱物主要元素組成分析の結果, OSMAにプロットされた試料について考察を行った. 本研究試料は, 部分熔融程度が低いかんらん岩であり, 早池峰—宮守オフィオラ

イトの形成過程の島弧的なメルトの影響を受けておらず、背弧起源のマントルかんらん岩の特徴をもつと考えられる。

結晶方位解析の結果、AからAGタイプを示し、マントルが比較的高温条件下で熔融したときのかんらん石ファブリックをよく保存し、そのまま地表に露出したことが示唆された。

早池峰岩体のASUSと宮守岩体のASUSの鉱物元素組成分析、結晶方位解析の比較から、両岩体の間で元素組成とかんらん石ファブリックの大きな変化は見られなかった。

謝辞

本研究を進めるにあたって、薄片観察について同定が困難な鉱物について静岡大学理学部地球科学科石橋秀巳准教授よりご指導と助言をいただいた。また、同学科平内健一講師からは査読を通じて有益なご助言をいただいた。小出聡子氏には、現地調査および岩石採取で協力していただいた他、予察的な研究をしていただいた。また、道林研究室研究補佐員松村好恵氏をはじめとして道林研究室の諸氏（遠藤弘人氏、大家翔馬氏、水野那希氏、片貝寿幸氏、小林宙洋氏、野中厚佑氏、本多睦美氏、柿畑優季氏、末川周史氏、鈴木登太氏、齊藤涼氏、徳永咲紀氏、森井大輔氏）には大変お世話になった。本研究では日本学術振興会科学研究費補助金(22244062, 26610160, 16H06347)を使用した。この場を借りて深く感謝の意を表します。

引用文献

- Abramson E. H., Brown J. M., Slutsky L. J. & Zang J. J. (1997), The elastic constants of San Carlos olivine to 17 GPa. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 12253–12263.
- 浅川敬公・丸山孝彦・山本正継 (1999), 南部北上帯、氷上花こう岩体のRb–Sr全岩アイソクロン年代。地質学論集, no. 53, 221–234.
- Arai S. (1994), Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **59**, 279–293.
- Avé Lallemont H. G. & Carter N. L. (1970), Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 2203–2220.
- Dick H. J. B. & Bullen T. (1984), Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 54–76.
- Dingley D. J. (1984), Diffraction from sub-micron areas using electron backscattering in a scanning electron microscope. *Scanning Electron Microscopy*, **2**, 569–575.
- 福留高明 (1978), 宮守超塩基性岩体の併入機構について、東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. **79**, 1–32.
- Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H. & Fiske R. (1992), Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B. *et al.* (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 125: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 445–485.
- Ishiwatari A. (1994), Circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belts. In: Ishiwatari A. *et al.* (eds.) *Proceedings of the 29th IGC Ophiolite Symposium*, VSP Publication, Netherlands, 7–28.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. & Shimizu, N. (1990), Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, **95** (B3), 2661–2678.
- Jung H. & Karato S. (2001), Water-induced fabric transition in olivine. *Science*, **23**, 1460–1463.
- Jung H., Katayama I., Jiang Z., Hiraga T. & Karato S. (2006), Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine. *Tectonophysics*, **421**, 1–22.
- Karato S., Jung H., Katayama I. & Skemer P. (2008), Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**, 59–95.
- Katayama I., Jung H. & Karato S. (2004), New type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress. *Geology*, **32**, 1045–1048.
- Kikuchi S. (1928), Diffraction of cathode rays by mica. *Japanese Journal of physics*, **5**, 83–96.
- 小林靖広・高木秀雄・加藤潔・山後公二・柴田賢 (2000), 日本の古生代花崗岩類の岩石学的性質とその対比。地質学論集, no. 56, 65–88.
- Mainprice D. (1990), A fortran program to calculate seismic anisotropy from the lattice preferred orientation of minerals. *Computer & Geosciences*, **16**, 385–393.
- Mainprice D. (2007), 2.16-Seismic Anisotropy of the Deep Earth from a Mineral and Rock Physics Perspective. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, **2**, 437–491.
- Mainprice D. & Silver P. G. (1993), Interpretation of SKS waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **78**, 257–280.
- 道林克禎 (2008), かんらん岩の構造敏感性と弾性的異方性。地学雑誌, **117**, 93–109.
- 道林克禎 (2012), かんらん石ファブリック：上部マントルを探る手がかり。岩石鉱物科学, **41**, 267–274.
- 道林克禎 (2015), 最上部マントルかんらん岩の結晶方位ファブリックとP波速度構造。地学雑誌, **124**, 397–409.

- Michibayashi K. & Mainprice D. (2004), The role of pre-existing mechanical anisotropy on shear zone development within oceanic mantle lithosphere: an example from the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, **45**, 405–414.
- Michibayashi K., Mainprice D., Fujii A., Uehara S., Shinkai Y., Kondo Y., Ohara Y., Ishii T., Fryer P., Bloomer S. H., Ishiwatari A., Hawkins J. W. & Ji S. (2016), Natural olivine crystal-fabrics in the western Pacific convergence region: A new method to identify fabric type. *Earth and Planetary Science Letters*, **443**, 70–80.
- Murata M., Okami K., Kanisawa S. and Ehiro M. (1982), Additional evidence for the Pre-Silurian Basement in the Kitakami Massif, Northeast Honshu, Japan. In: Kano H., Kuroda Y., Suwa K., Hara I., Hayama Y. & Nozawa T. (eds.) *The Basement of the Japanese Islands*, The Memoirs of the Geological Society of Japan, No. 21, 245–259.
- Nicolas A. & Poirier J. P. (1976), *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, New York, 444p.
- 小貫義男 (1937), 北上山地, 岩手県気仙沼郡地方におけるゴトランド紀層の新発見並びに古生層の層序について. *地質学雑誌*, **44**, 600–604.
- 小貫義男 (1969), 北上山地地質誌. 東北大学理學部地質學古生物學教室研究邦文報告, **69**, 1–239.
- Ozawa K. (1983), Relationships between tectonite and cumulate in ophiolites: the Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, northeast Japan. *Lithos*, **16**, 1–16.
- Ozawa K. (1984), Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **90**, 697–716.
- Ozawa K. (1986), Partitioning of elements between constituent minerals in peridotites from the Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, Northeast Japan: Estimation of P-T condition and igneous composition of minerals. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo. Section II*, **21**, 115–137.
- Ozawa K. (1987), Petrology of aluminous spinel peridotites and pyroxenites of the Miyamori ultramafic complex, northeast Japan. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo. Section II*, **21**, 309–332.
- Ozawa K. (1988), Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan: hydrous upper mantle in an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 159–175.
- Ozawa K. (1989), Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, **338**, 141–144.
- Ozawa K. (1990), Origin of the Miyamori ophiolitic complex, northeast Japan: $\text{TiO}_2 / \text{K}_2\text{O}$ of amphibole and $\text{TiO}_2 / \text{Na}_2\text{O}$ of clinopyroxene as discriminants for the tectonic setting of ophiolites. *Proceedings of the Troodos 1987 Ophiolite Conference*, 4–10 October 1987, Cyprus, 485–495.
- Ozawa K. (1994), Melting and melt segregation in the mantle wedge above a subduction zone: Evidence from the chromite-bearing peridotites of the Miyamori ophiolite complex, Northeastern Japan. *Journal of Petrology*, **35**, 647–678.
- Ozawa K. & Shimizu N. (1995), Open-system melting model in the upper mantle: constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 22315–22335.
- Ozawa K., Maekawa H., Shibata K., Asahara Y. & Yoshikawa M. (2015), Evolution processes of Ordovician-Devonian arc system in the South-Kitakami Massif and its relevance to the Ordovician ophiolite pulse. *Island Arc*, **24**, 73–118.
- 小澤一仁・前川寛和・石渡明 (2013), オルドビス紀-デボン紀島弧系の復元と発達過程: 岩手県早池峰宮守オフィオライトと母体高圧変成岩類, *地質学雑誌*, **119**, 134–153.
- Prior D. J., Boyle A. P., Brenker F., Cheadle M. C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G. J., Reddy S., Spiess R., Timms N. E., Trimby P. W., Wheeler J. & Zetterstrom L. (1999), The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, **84**, 1741–1759.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015), 20万分の1日本シームレス地質図2015年5月29日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 下條将徳・大藤茂・柳井修一・平田岳史・丸山茂徳 (2010), 南部北上帯 古期岩類の LA-ICP-MS U-Pb ジルコン年代. *地学雑誌*, **119**, 257–269.
- 杉村新・中村保夫・井田善明 (1988), 図説地球科学. 岩波書店, 東京, 266p.
- Watanabe T., Fanning C. M., Uruno K. & Kano H. (1995), Pre-middle Silurian granitic magmatism and associated metamorphism in northern Japan: SHRIMP U-Pb zircon chronology. *Geological Journal*, **30**, 273–280.
- Yakubchuk A. S., Nikishin A. M. & Ishiwatari A. (1994), Late Proterozoic ophiolite pulse. In: Ishiwatari, A. et al. (eds.), *Circum-Pacific Ophiolites: Proceedings of the 29th IGC Ophiolite Symposium*, VSP Pub., Netherlands, 273–286.
- Yoshikawa M. & Ozawa K. (2007), Rb-Sr and Sm-Nd isotopic systematics of the Hayachine-Miyamori ophiolitic complex: melt generation process in the mantle wedge beneath an Ordovician island arc. *Gondwana Research*, **11**, 234–246.